干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

近60 a祁连山极端降水变化研究

温煜华[1]， 吕越敏[2]， 李宗省[2]
（1. 中共甘肃省委党校（甘肃行政学院）甘肃发展研究院，甘肃 兰州 730070；2. 中国科学院西北生态环境资源研究院，内陆河流域生态水文重点实验室，甘肃 兰州 730000）

摘 要：利用祁连山24个气象台站1961—2017年逐日降水资料，选用12个极端降水指数，采用线性趋势法、Pearson相关性分析法等，分析了祁连山极端降水指数的时空变化特征，并分析了海拔、大气环流指数对祁连山极端降水指数时空变化的影响机制。结果表明：(1) 祁连山、河西内陆河流域、柴达木内陆河流域、黄河流域（外流）连续干旱日数（CDD）呈显著减少趋势，连续湿润日数（CWD）呈增加趋势，空间分布表现出东西差异；其他极端降水指数总体呈增加趋势，空间分布呈现出祁连山中部增加幅度较大，向外围呈环状递减的趋势。(2) 降水总量增加的主要原因在于雨日天数显著增加，中雨日数的天数也显著增大，这种降水分配模式将增大极端降水事件发生的概率，进一步证实祁连山降水活动增强，极端降水频度更高，持续时间更短，降水向降雨日数更多、时间更集中的方向发展。极端降水空间分异表现在极端降水强度的降低幅度随海拔的升高而减少，高海拔区降水量和降水日数增加更为明显，CDD的减少主要发生在高海拔区。(3) 在所选的11个大气环流异常因子中，祁连山极端降水受北大西洋年代际振荡（AMO）指数影响最大，北极涛动（AO）指数与祁连山极端降水的关系最为复杂，大西洋海平面表面温度指数越大、南海夏季风（SCSSMI）指数、南美夏季风（SAMSMI）指数越低则流域发生多雨、洪涝现象的概率越大，反之发生少雨现象的概率越大。

关 键 词：祁连山；气候变化；极端降水指数
文章编号：

IPCC第五次报告显示[1]，在全球变暖背景下，中纬度大部分地区的极端降水事件变得更加强烈和频繁。因极端降水引发的洪水、山体滑坡、泥石流、雪灾等自然灾害频繁发生，对经济发展和人民生活造成了严重的影响和损失[2-3]。如2011年初巴西暴雨引发洪水和山体滑坡，导致830人死亡，成为巴西历史上最严重的泥石流灾害。同年10月美国暴雪导致300×10⁴人用电中断，80×10⁴人连续数日用电中断，上千航班被迫取消或延误[4]。

近年来，国内外学者对不同尺度下的极端降水事件的研究发现，在全球范围内，有些地区总降水量增大，强降水事件明显呈增加的趋势；而有些地区平均总降水量不变甚至减少，强降水事件的频次也有增加的现象[5-6]。亚太地区[7]、印度-太平洋地区[8]、美国[9]、非洲西部[10]等区域的极端降水研究都证实了上述结论。中国极端降水变化总体上与全球变化一致，但极端降水指数呈现出不同程度的变化趋势。You等[11]对中国极端降水事件的变化特征进行研究，指出我国总降水量呈现增加趋势，大部分极端降水指数与总降水量相关性很强。Zhai等[12]研究发现我国极端降水变化趋势存在区域差异，长江流域、中国西部、东南沿海地区呈现增加趋势，东北南部、华北、四川盆地呈现减少趋势。当前对极端降水的研究主要集中在较大地理分区[13-14]、流域单元[15-18]和省份[19-20]中，针对祁连山极端降水已有研究大多集中在祁连山区[21]、祁连山南北坡和东段[16,22-24]，而对祁连山内外流区的比较研究较少，且前人的研究主要聚焦于祁连山极端降水指数的时

收稿日期：2021-01-05； **修订日期：**2021-08-23
基金项目：国家社会科学基金资助项目（15XMZ090）；国家重点研发计划项目课题（2019YFC0507401）
作者简介：温煜华（1981-），女，副教授，博士，主要从事生态经济学与气候变化研究. E-mail: wenyhua@163.com
通讯作者：李宗省（1984-），男，研究员，主要从事气候变化及同位素水文过程研究. E-mail: lizxhhs@163.com

空变化方面[21-24]，对其时空变化的内在机制分析较为匮乏。因此，本文选取12个极端降水指数，以近60 a逐日降水资料为基础，分析了1961—2017年祁连山及其河西内陆河流域、柴达木内陆河流域和黄河流域（外流）极端降水指数的时空变化趋势，并探究了祁连山极端降水指数的影响因素。

1 研究区、数据与方法

1.1 研究区概况

祁连山位于青藏高原东北部边缘，地处青藏、蒙新、黄土高原交汇地带，地跨甘肃、青海2省，介于93.4°~103.4°E和35.8°~40.0°N之间，整体地形呈现西高东低（图1）。祁连山是我国季风和西风带交汇的敏感区，具有典型的大陆性气候和高原气候特征。祁连山区冰雪资源丰富，河流广布，北坡共有河流56条，分属石羊河、黑河、北大河、疏勒河和党河5个流域，统称河西内陆河水系；南坡纳嘎尔当以东，属黄河水系（外流），包括大通河和湟水；纳嘎尔当以西共有河流21条，分属哈尔滕河、鱼卡河、塔塔棱河、巴音郭勒河、青海湖（布哈河）和哈拉湖6个流域，统称柴达木内陆河水系[25-26]。

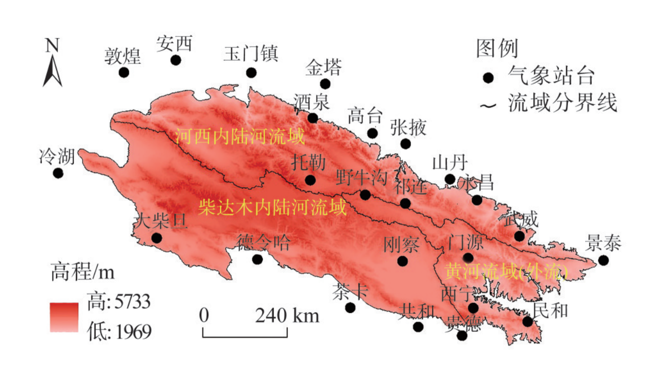


图1 祁连山区域图及气象台站位置分布

Fig. 1 Regional map and location distribution of meteorological stations of the Qilian Mountains

1.2 数据来源

祁连山及其周边24个气象台站（图1、表1）1961年1月1日—2017年12月31日的逐日降水资料来源于中国气象数据网（http://data.cma.cn/），数据集在指数计算前经过严格的质量控制。本文采用了11个具有代表性的大气环流因子研究祁连山极端降水与大气环流异常因子之间的相关性，包括北大西洋年代际振荡（AMO）、北热带大西洋海表温度指数（NTA）、中热带太平洋海温（Nino4）、加勒比地区海温指数（CAR）、北大西洋涛动（NAO）、北太平洋模式（NP）、北极涛动（AO）、南方涛动指数（SOI）、混合ENSO指数（MEI）、南海夏季风（SCSSMI）、南美夏季风（SAMSMI）11个环流指数的逐月数据资料。SAMSMI、SCSSMI指数数据来源于北京师范大学李建平教授（http://ljp.gcess.cn/dct/page/1），其他指数的数据来源于美国国家海洋和大气管理局（NOAA）地球系统研究实验室（https://www.esrl. noaa.gov/psd/data/climateindices/list/）。

表1 祁连山气象台站分布位置

Tab. 1 Location of meteorological stations in Qilian Mountains

流域	台站编号	台站名称	纬度/N	经度/E	海拔/m
河西内陆河流域	52418	敦煌	40°05′	94°24′	1139.0
	52424	安西	40°19′	95°27′	1170.9
	52436	玉门镇	40°09′	97°01′	1526.0
	52447	金塔	40°00′	98°32′	1270.5
	52533	酒泉	39°27′	98°17′	1477.2
	52546	高台	39°13′	99°30′	1332.2
	52652	张掖	39°03′	100°10′	1461.1
	52661	山丹	38°28′	101°03′	1764.6
	52674	永昌	38°08′	101°34′	1976.9
	52679	武威	37°33′	102°24′	1531.5
	52797	景泰	37°06′	104°01′	1630.9
	52657	祁连	38°06′	100°09′	2787.4
	52633	托勒	38°28′	98°15′	3367.0
柴达木内陆河流域	52602	冷湖	38°27′	93°12′	2770.0
	52737	德令哈	37°13′	97°13′	2981.5
	52856	共和	36°09′	100°22′	2835.0
	52868	贵德	36°00′	101°13′	2237.1
	52713	大柴旦	37°30′	95°13′	3173.2
	52754	刚察	37°12′	100°04′	3301.5
	52842	茶卡	36°28′	99°03′	3087.6
黄河流域（外流）	52876	民和	36°12′	102°30′	1813.9
	52765	门源	37°13′	101°22′	2850.0
	52866	西宁	36°26′	101°27′	2295.2
	52645	野牛沟	38°15′	99°21′	3320.0

1.3 研究方法

根据世界气象组织（World Meteorological Organization，WMO）、气候变率及可预测性计划（Climate variability and predictability，CLIVAR）提出的相关极端降水指数[27]（表2），本文选取与当地气候环境、植物生长水热条件以及寒旱灾害相关的12个具有代

表2 极端降水指数

Tab. 2 Extreme precipitation indices

指数代码	名称	定义	单位
PRCPTOT	雨日降水总量	日降水量大于1 mm的总降水量	mm
SDII	雨日降水强度	日降水量大于1 mm雨日的平均雨量	$mm \cdot d^{-1}$
RX1DAY	单日最大降水量	年内单日最大降水量	mm
RX5DAY	五日最大降水量	年内连续五日最大降水量	mm
R95	极端降水量	日降水量大于第95个百分位的雨日降水总量	mm
R99	非常极端降水量	日降水量大于第99个百分位的雨日降水总量	mm
CDD	连续干旱日数	日降水量小于1 mm的连续日数	d
CWD	连续湿润日数	日降水量大于1 mm的连续日数	d
R10MM	日降水大于10 mm日数	日降水量大于10 mm的日数	d
R20MM	日降水大于20 mm日数	日降水量大于20 mm的日数	d
R25MM	日降水大于25 mm日数	日降水量大于25 mm的日数	d
\	雨日日数	日降水量大于1 mm的日数	d

表性的极端降水指数对祁连山极端降水时空演变规律进行分析研究，数据通过极端气候指数计算软件(RClimDex)计算。此外，根据研究需要增加雨日日数指数，通过数理统计完成。

为了分析祁连山极端气候指数的变化趋势，本文采用一元线性回归方程。计算公式如下：

$$y(t)=at+b \tag{1}$$

式中：y是分析指标；t是时间因子；a、b是待定系数。当$a>0$时，指数呈现上升趋势；$a<0$时，指数呈现下降趋势；a的绝对值越大，指标的变化程度越大。由于a的数值一般较小，因此定义$a\times10$为气候倾向率，即为该气候变量每10 a的变化速率。采用t-test进行变化趋势的显著性检验[28]。

为了分析祁连山极端气候变化的空间分布及影响因素，绘制了祁连山气候要素倾向率变化的空间分布图，并分析了祁连山极端降水指数与季风和大气环流指数间的相关性[29]。

2 结果与分析

2.1 极端降水指数的年际变化

2.1.1 极端降水量指数 1961—2017年，祁连山雨日降水总量(PRCPTOT)、雨日降水强度(SDII)、单日最大降水量(RX1DAY)、五日最大降水量(RX5DAY)、极端降水量(R95)、非常极端降水量(R99)分别以13.86 $mm\cdot(10a)^{-1}$、−0.01 $mm\cdot(d\cdot10a)^{-1}$、0.76 $mm\cdot(10a)^{-1}$、1.37 $mm\cdot(10a)^{-1}$、4.10 $mm\cdot(10a)^{-1}$、1.29 $mm\cdot(10a)^{-1}$的速率变化，除SDII外的其他极端降水量指数均通过了5%的显著性水平检验；其增加幅度分别为41.8%、3.8%、27.2%、31.9%、72.8%、66.1%。祁连山3个流域的极端降水量指数除黄河流域(外流)的SDII外，均呈增加趋势，且黄河流域(外流)各极端降水量指数增加幅度低于祁连山，河西内陆河流域、柴达木内陆河流域高于祁连山或与祁连山相当(表3)。

祁连山极端降水量指数在年际变化上具有一致性(图2)，所有指数均在20世纪90年代之后呈加速升高趋势，其中SDII在20世纪90年代之前呈降低趋势，其他指数在20世纪90年代之前呈增加趋势。河西内陆河流域PRCPTOT、R95和R99变化趋势较为稳定，均在研究时段内呈缓慢升高趋势；RX1DAY、RX5DAY变化趋势具有一致性，在20世纪60年代到90年代缓慢升高，20世纪90年代到2010年变化较为稳定，2010—2017年加速上升；SDII在20世纪60年代到2000年缓慢降低，2000年之后呈上升趋势，总体呈降低趋势。柴达木内陆河流域年际变化趋势与祁连山较为相似，所有指数均在20世纪90年代之后呈加速上升趋势，其中SDII在20世纪90年代之前呈降低趋势，其他指数在20世纪90年代之前呈增加趋势。相较于祁连山、河西内陆河流域以及柴达木内陆河流域，黄河流域(外流)极端降水量指数的年际变化幅度较大，PRCPTOT在20世纪90年代之前呈上升趋势，之后变化趋势趋于稳定；R95、RX1DAY、RX5DAY、R99在20世纪90年之前呈降低趋势，之后缓慢升高；SDII在20世纪60年代到80年代呈缓慢降低趋势，在20世纪80年代到

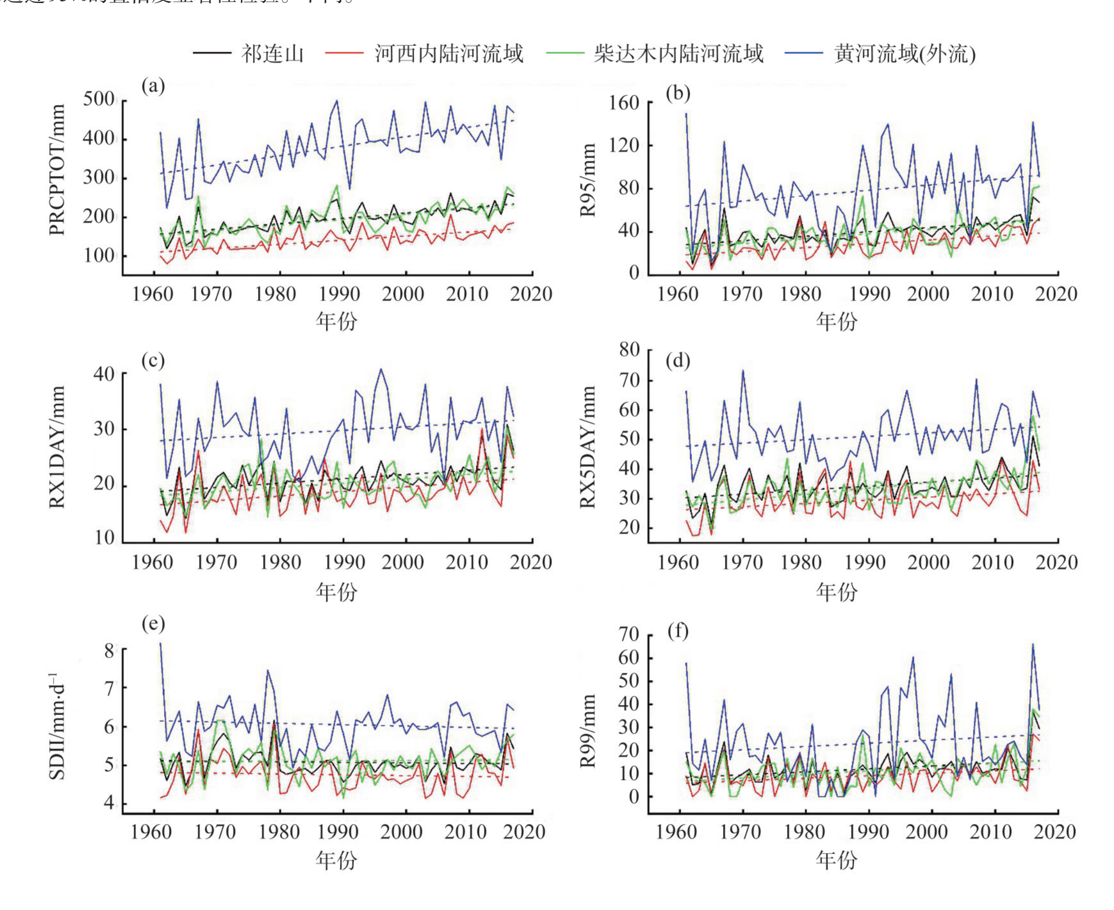
表3 祁连山及其流域极端降水指数年际变化趋势

Tab. 3 Annual change trends of extreme precipitation indices in Qilian Mountains and its basins

区域	PRCPTOT		SDII		RX1DAY		RX5DAY		R95		R99	
	变化速率 /mm·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /mm·(d·10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /mm·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /mm·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /mm·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /mm·(10a)⁻¹	变化幅度/%
祁连山	13.86*	41.8	−0.01	3.8	0.76*	27.2	1.37*	31.9	4.10*	72.8	1.29*	66.1
河西内陆河流域	10.51*	47.8	−0.02	3.8	0.81*	31.1	1.11*	33.0	3.60*	92.6	1.10*	78.2
柴达木内陆河流域	14.05*	43.3	0.01	8.3	0.75*	33.5	1.97*	44.0	4.48*	97.7	1.60*	153.5
黄河流域（外流）	24.40*	33.6	−0.03	−2.4	0.63	12.5	1.17	17.4	5.06*	34.4	1.39	6.5

区域	CDD		CWD		R10MM		R20MM		R25MM		雨日日数	
	变化速率 /d·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /d·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /d·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /d·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /d·(10a)⁻¹	变化幅度/%	变化速率 /d·(10a)⁻¹	变化幅度/%
祁连山	−26.35*	−49.0	0.06	12.6	0.40*	47.0	0.09*	62.9	0.05*	64.6	5.79*	43.5
河西内陆河流域	−26.74*	−50.2	0.05	15.7	0.28*	57.4	0.07*	93.2	0.04*	87.5	4.00*	47.6
柴达木内陆河流域	−24.42*	−42.0	0.10	14.6	0.43*	48.4	0.11*	89.2	0.05*	125.0	4.20*	37.4
黄河流域（外流）	−28.43*	−59.0	0.01	5.3	0.75*	35.8	0.12	26.0	0.06	18.6	7.93*	42.2

注：*表示通过95%的置信度显著性检验。下同。



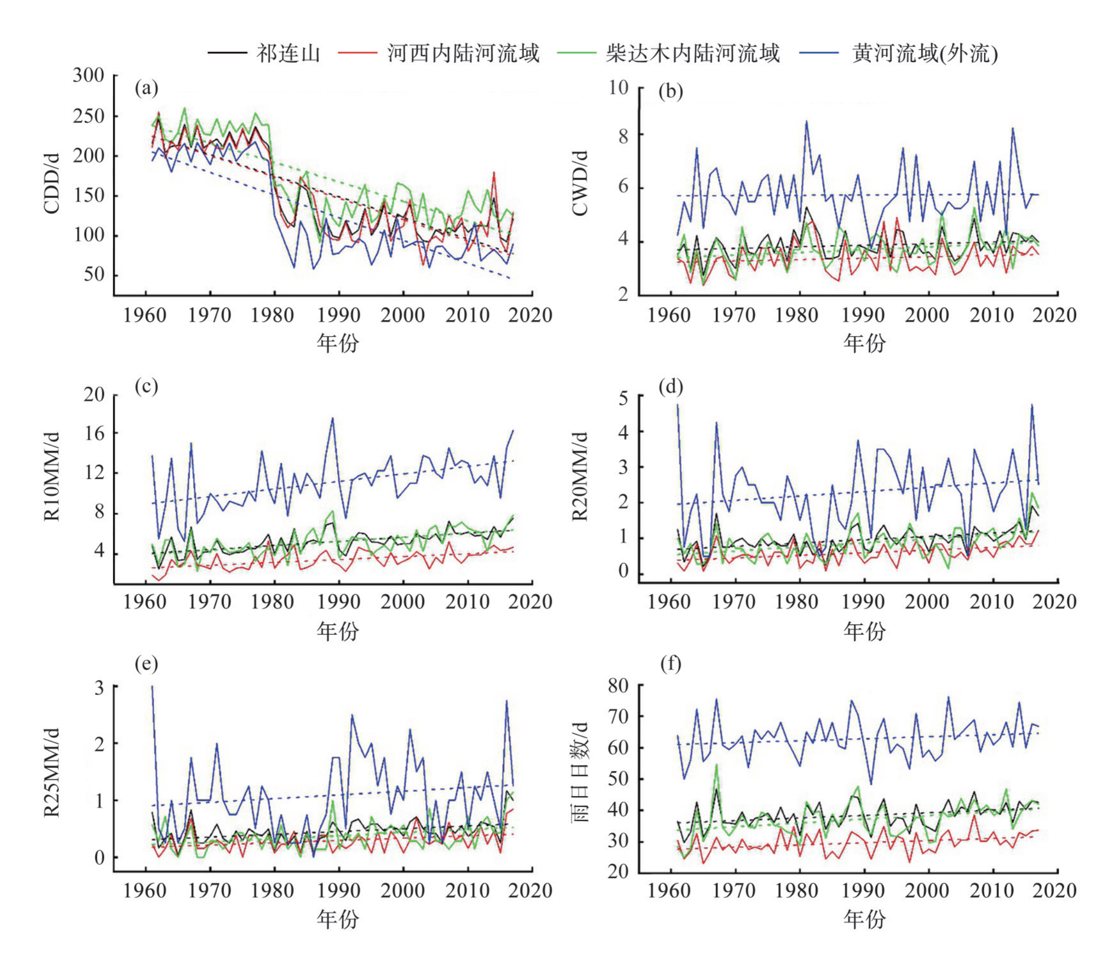
注：实线为年际变化，虚线为多年趋势。PRCPTOT为雨日降水总量，R95为极端降水量，RX1DAY为单日最大降水量，RX5DAY为五日最大降水量，SDII为雨日降水强度，R99为非常极端降水量。

图2 1961—2017年祁连山及其流域极端降水量指数年际变化

Fig. 2 Annual variations of extreme precipitation volume indices in Qilian Mountains and its basins in 1961—2017

2000年有明显的上升，2000—2017年变化较为稳定。

2.1.2 极端降水日数指数 雨日日数、连续湿润日数(CWD)、日降水大于10 mm日数(R10MM)、日降水大于20 mm日数(R20MM)、日降水大于25 mm日数(R25MM)分别以5.79 d·(10a)$^{-1}$、0.06 d·(10a)$^{-1}$、0.40 d·(10a)$^{-1}$、0.09 d·(10a)$^{-1}$、0.05 d·(10a)$^{-1}$的速率变化，除CWD外，其余极端降水日数指数均通过了5%的显著性水平检验；其变化幅度分别为43.5%、12.6%、47.0%、62.9%、64.6%。河西内陆河流域、柴达木内陆河流域、黄河流域(外流)除连续干旱日数(CDD)外的极端降水日数指数均呈增加趋势，其中CWD、R10MM、R20MM、R25MM增加幅度在黄河流域(外流)低于祁连山，在河西内陆河流域、柴达木内陆河流域高于祁连山(表3)。祁连山及3个流域的CDD在研究时段内均呈降低趋势(图3)，其中，20世纪70年代末到80年代初有剧烈的下降趋势，其他时段内变化趋势较为稳定，同时，河西内陆河流域减少幅度大于祁连山，柴达木内陆河流域小于祁连山。祁连山、河西内陆河流域、柴达木内陆河流域的CWD在1961—1980年和2000—2017年变化较为稳定，在1980—1999年呈减少趋势；黄河流域(外流)的CWD在1961到20世纪80年代初稳定上升，20世纪80年代初到90年代初大幅减少，2000年后稳定变化。祁连山、柴达木内陆河流域、河西内陆河流域的R10MM、R20MM、R25MM和雨日日数指数在研究时段内持续上升。黄河流域(外流)的R10MM在20世纪90年代之前大幅上升，之后变化趋势较为稳定；R20MM在20世纪90年代之前大幅降低，之后缓慢升高；R25MM在20世纪90年代之前变化较为稳定，在20世纪90年代到20世纪初期大幅降低，之后加速上升；雨日日数在20世纪90年代之前稳定变化，之后缓慢上升。



注：实线为年际变化，虚线为多年趋势。CDD为连续干旱日数，CWD为连续湿润日数，R10MM为日降水大于10 mm日数，R20MM为日降水大于20 mm日数，R25MM为日降水大于25 mm日数。

图3 1961—2017年祁连山及其流域极端降水日数指数年际变化

Fig. 3 Annual variations of extreme precipitation day indices in Qilian Mountains and its basins in 1961—2017

2.1.3 极端降水及气候突变分析 气候突变是稳定的气候状态突然发生骤增/减的变化状况，可以通过长时间序列极端气候指数的突变反映出该状况，通过分析可以发现：12个极端降水指数中除CDD总体呈现下降趋势和CWD稳定波动趋势外，其余10个指数均呈现上升趋势；但12个指数均在1980年左右出现了共同的气候状态迅速转变（增加/减少）的现象，且由各个极端降水因子综合作用呈现这一时期R95年际变化异常，说明1980年左右可能存在明显突变点，且这一时期的气候突变多表现为降水短缺，蒸散量大的特点。

除此之外，从图2和图3中也可看出在整个时间序列上仍然存在个别可能的气候变化突变点，这些突变相似点在于：都是由部分极端降水指数的骤增/减体现出的突变。根据不同指数所能代表的气候变化性质，包括极端降水的持续性、强度、相对变化以及绝对变化4个方面，对其进行分析讨论，例如可代表持续性极端降水指数中的PRCPTOT、CWD、CDD在1990、1995年出现较大波动，说明这一时期降水缺乏，蒸散量较大；极端降水指数中的SDII、RX1DAY、RX5DAY可直观表现出降水强度在1998、2008年波动异常，气候状态表现为1998年左右降水丰沛且强度大，易带来气象灾害，2008年左右降水量增多但强度减弱，可判断该时段气象灾害较少；其余极端降水指数中R95、R99更具有相对性，在2018年左右表现出突变趋势；雨日日数、R10MM、R20MM、R25MM更具绝对性，在2015年左右表现出突变，说明这一时段区域性的气候变化较为频繁。就整体来说，祁连山全流域及其分流域的极端气候突变出现时段大部分一致，部分差异可能由于各流域不同的地形因素及海拔高度不同所影响。

同样地，从极端降水指数时变序列也能够观察到周期性的指数骤变。这里用极端降水因子出现突变峰值来反映气候突变的可能周期，整体周期性变化可总结为：在1961—1980年，12个极端降水因子变化的高峰值出现频率约以10 a为限，每隔10 a出现一次大峰谷，该时段气候突变出现频率低，整体气候状态相对后期比较稳定；1980—2000年，在各个极端气候指数变化速率不断上升的同时，高峰值突变点出现的周期开始以5~10 a为限，相对前期气候稳定状态维持时间短；到2000—2017年，更值得关注的是该时段内整体的大峰值出现周期缩短至3~5 a，且其间不断有小峰谷出现，说明祁连山的气候稳定状态呈现变化周期短且速率加快的特点。

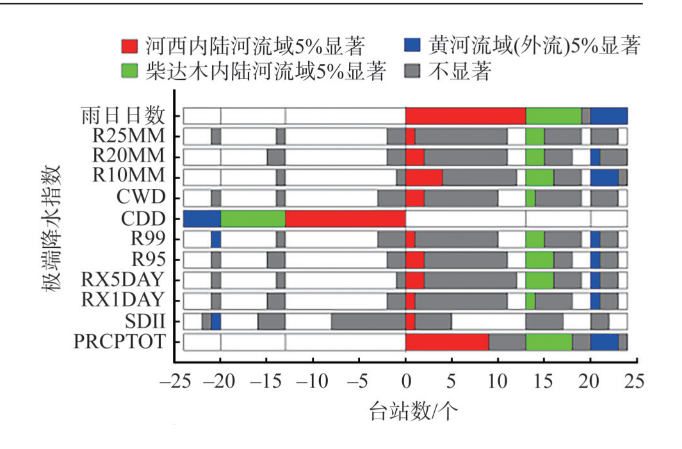


图4 极端降水指数显示正趋势和负趋势的气象台站数

Fig. 4 Number of meteorological stations with positive and negative trend of extreme precipitation indices

2.2 极端降水指数的空间分布

祁连山极端降水指数显示正负趋势的气象台站数如图4所示，−24~0表示极端降水指数呈减少趋势的台站数，0~24表示极端降水指数呈增加趋势的台站数。祁连山极端降水指数的空间分布如图5和图6所示。

2.2.1 极端降水量指数 祁连山PRCPTOT、SDII、RX1DAY、RX5DAY、R95、R99指数的空间分布相似，祁连山中部增加幅度较大，增加幅度向外围呈环状递减。所有台站的PRCPTOT呈增加趋势，其中17个台站的增加趋势通过了5%的显著性水平检验，呈不显著增加趋势的台站主要位于增加幅度较小的祁连山边缘地带，祁连山中部的野牛沟站增加幅度最大，达45.57 mm·$(10a)^{-1}$。11个台站的SDII呈增加趋势，主要位于祁连山中部的柴达木内陆河流域内，其中，仅托勒站显著增加，表明该区域的降水增加有可能是降水强度增大的结果；SDII呈减少趋势的台站主要位于祁连山东、西部，仅民和站的减少趋势通过了5%的显著性水平检验。分别有19(3)个台站的RX1DAY、21(6)个台站的RX5DAY呈增加（显著增加）趋势，呈显著增加趋势的台站主要位于增加幅度较大的祁连山中部；RX1DAY、RX5DAY呈减少趋势的台站数分别为5、3个，主要位于祁连山东部，与RX1DAY相比，RX5DAY较大增加幅度区集中在柴达木内陆河流域。R95、R99呈现相似的变化趋势，19个台站的R95、R99呈增加趋势，6个台站的R95、4个台站的R99呈显著增加趋势，显著增加的台站主要位于增加幅度较大的祁连山中部；5个台站的R95、R99呈减少趋势，主要位于

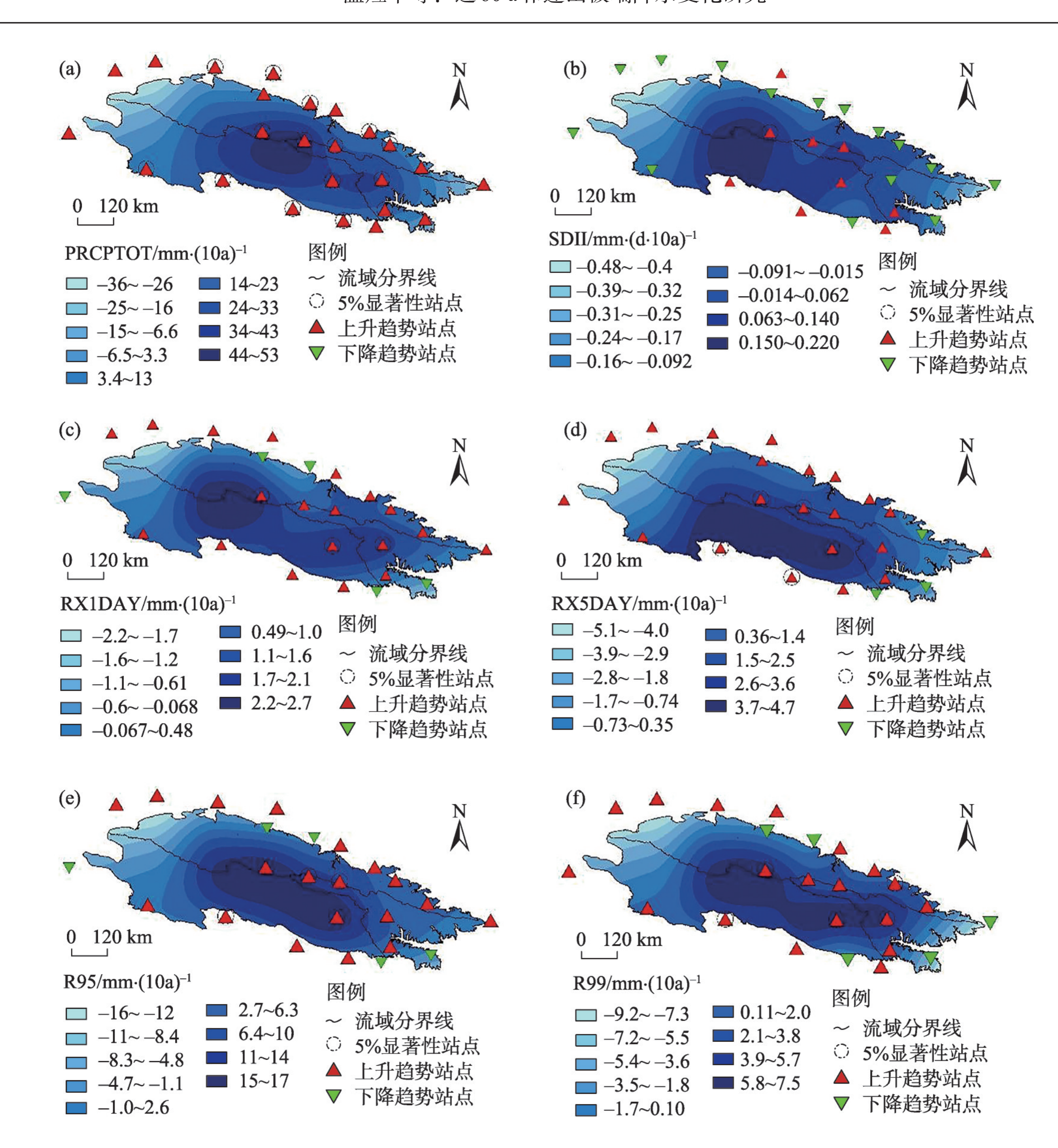


图5 1961—2017年祁连山及其流域极端降水量指数变化幅度的空间分布

Fig. 5 Spatial distributions of change ranges of extreme precipitation volume indices in Qilian Mountains and its basins in 1961—2017

祁连山东部，与R95相比，R99呈较大增加幅度的区域向东推进。

2.2.2 极端降水日数指数 R10MM、R20MM、R25MM、雨日日数空间变化与极端降水量指数相似，以祁连山中部为较大增加幅度区，增加幅度呈环状向外围递减。≥20个台站的R10MM、R20MM、R25MM呈增加趋势，分别有10、5、3个台站呈显著增加趋势，显著增加的台站主要位于增加幅度较大的祁连山中部，呈减少趋势的台站主要位于变化幅度较小的祁连山外围。所有台站雨日日数均呈增加趋势，除贵德站外，其他台站均通过了5%的显著性水平检验，祁连山中部的野牛沟站增加幅度最大，达13.26 d·(10a)⁻¹。CDD参与统计的24个台站呈显著减少趋势，空间分布以祁连山中部、西部为较大减少幅度区，减少幅度向东部递减。19个台站的CWD呈增加趋势，其中3个台站的增加趋势通过了5%的显著性水平检验，位于增加幅度较大的祁连山西部；5个台站呈减少趋势，均未通过5%的显著性水平检验，主要位于祁连山中东部。

2.3 极端降水指数的影响因素

2.3.1 极端降水指数变化与海拔的关系 祁连山、河西内陆河流域、柴达木内陆河流域和黄河流域（外流）的极端降水指数变化幅度与海拔的相关性分析如表4所示。祁连山、河西内陆河流域除CDD、

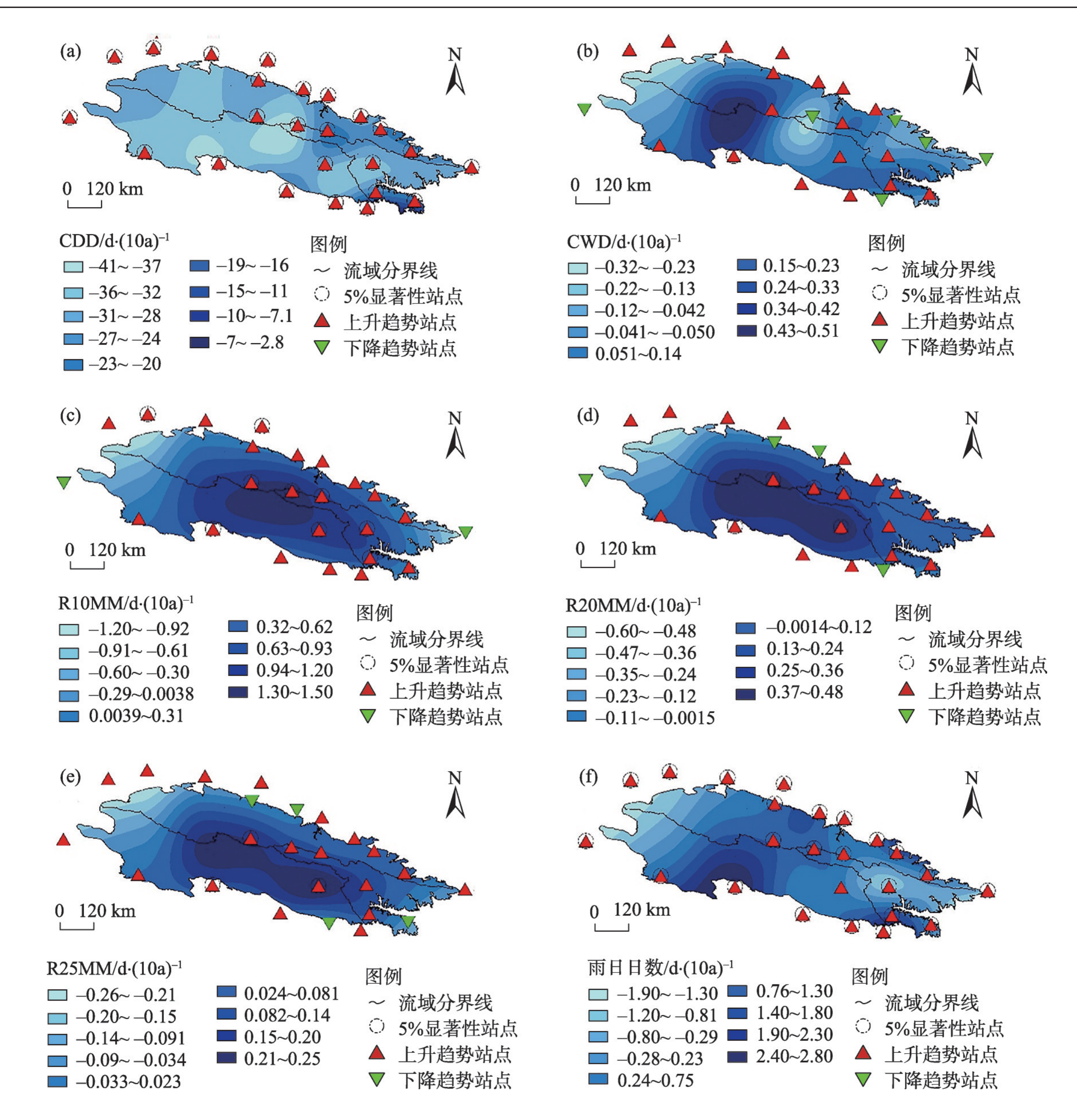


图6 1961—2017年祁连山及其流域极端降水日数指数变化幅度的空间分布

Fig. 6 Spatial distributions of change ranges of extreme precipitation day indices in Qilian Mountains and its basins in 1961—2017

表4 1961—2017年祁连山及其流域极端降水指数变化幅度与海拔的相关系数

Tab. 4 Correlation coefficients between extreme precipitation indices and altitude in Qilian Mountains and its basin from 1961 to 2017

区域	PRCPTOT	SDII	RX1DAY	RX5DAY	R95	R99
祁连山	0.74*	0.48*	0.43*	0.60*	0.68*	0.55*
河西内陆河流域	0.98*	0.68*	0.65*	0.69*	0.96*	0.83*
柴达木内陆河流域	0.65	0.20	0.80*	0.66	0.73	0.60
黄河流域(外流)	0.99*	0.71	0.76	0.93	0.98*	0.81
区域	CDD	CWD	R10MM	R20MM	R25MM	雨日日数
祁连山	−0.24	0.24	0.73*	0.64*	0.56*	0.66*
河西内陆河流域	−0.19	0.50	0.95*	0.91*	0.86*	0.95*
柴达木内陆河流域	−0.77*	0.57	0.53	0.63	0.54	0.82*
黄河流域(外流)	−0.99*	−0.75	0.96*	0.93	0.86	0.99*

CWD外的其他10个极端降水指数与海拔的相关系数通过了5%的显著性水平检验，祁连山极端降水指数变化幅度与海拔的相关性低于河西内陆河流域。柴达木内陆河流域的RX1DAY、CDD、雨日日数，黄河流域（外流）的PRCPTOT、R95、CDD、R10MM、雨日日数与海拔的相关系数通过了5%的显著性水平检验，与祁连山和河西内陆河流域相比，柴达木内陆河流域和黄河流域（外流）极端降水指数变化幅度与海拔的相关性较低，可能原因是柴达木内陆河流域内的台站集中分布在海拔2500~3500 m之间，黄河流域（外流）内的台站虽然分布范围较广，但台站数目仅为4个，显著性差。祁连山、河西内陆河流域表现增加趋势的PRCPTOT、RX1DAY、RX5DAY、R95、R99、R10MM、R20MM、R25MM、雨日日数，柴达木内陆河流域的RX1DAY、雨日日数，黄河流域（外流）的PRCPTOT、R95、R10MM、雨日日数与海拔呈显著正相关，反映了高海拔区降水量和雨日日数的增加更为明显；祁连山、河西内陆河流域呈降低趋势的SDII与海拔呈显著正相关，反映了降水强度的降低幅度随海拔升高而减少；柴达木内陆河流域、黄河流域（外流）表现降低趋势的CDD与海拔呈显著负相关，反映了CDD的减少主要发生在高海拔区。海拔高程每升高100 m，祁连山SDII降幅减少0.01 mm·(d·10a)$^{-1}$，PRCPTOT、RX1DAY、RX5DAY、R95、R99、R10MM、R20MM、R25MM、雨日日数的增幅增大1.23 mm·(10a)$^{-1}$、0.04 mm·(10a)$^{-1}$、0.10 mm·(10a)$^{-1}$、0.44 mm·(10a)$^{-1}$、0.20 mm·(10a)$^{-1}$、0.04 d·(10a)$^{-1}$、0.01 d·(10a)$^{-1}$、0.01 d·(10a)$^{-1}$、0.25 d·(10a)$^{-1}$。

表5为祁连山不同海拔区域的极端降水指数变化幅度。除SDII外的11个极端降水指数的变化幅度在高海拔区域（>2500 m）较大，由表1可知，祁连山2500 m以上的台站有10个，其中有6个台站分布在柴达木内陆河流域，因此也可以说明极端降水指数的变化幅度在柴达木内陆河流域增加最明显。

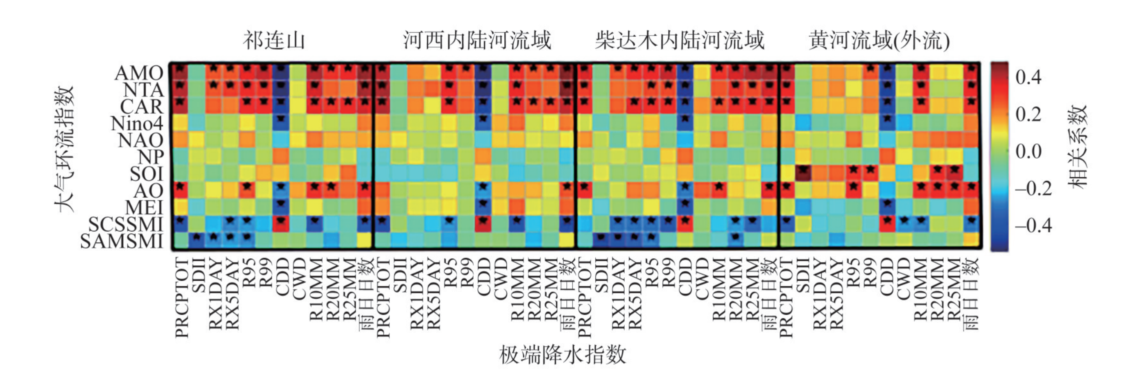
2.3.2 极端降水指数变化与大气环流的关系 本文通过Pearson相关性分析方法，建立极端降水指数与环流指数的相关性，来进一步研究祁连山极端降水指数与大气环流指数之间的关系（图7）。AMO指数

表5 1961—2017年祁连山不同海拔区域的极端降水指数的平均变化趋势

Tab. 5 Average variation trends of extreme precipitation indices at different altitudes in Qilian Mountains from 1961 to 2017

海拔/m	PRCPTOT /mm	SDII /mm·d^{-1}	RX1DAY /mm	RX5DAY /mm	R95 /mm	R99 /mm
1000~1500	4.29*	−0.04	0.40	0.82	0.63	−0.03
1500~2000	7.47*	−0.07	0.70	0.56	2.36	−0.16
2000~2500	11.56*	0.02	0.11	0.60	1.42	0.71
2500~3000	19.36*	0.01	0.93*	2.04*	5.17*	2.29*
3000~3500	28.41*	0.05	1.34*	2.64*	10.35*	3.86*

海拔/m	CDD /d	CWD /d	R10MM /d	R20MM /d	R25MM /d	雨日日数 /d
1000~1500	−26.94*	0.05	0.12	0.00	0.01	2.77*
1500~2000	−24.83*	0.00	0.13	0.05	0.02	3.78*
2000~2500	−15.98*	0.06	0.46	0.04	0.05	3.59*
2500~3000	−27.04*	0.11	0.61*	0.12*	0.06	5.34*
3000~3500	−30.89*	0.08	0.84*	0.25*	0.12*	7.99*



注：*表示通过95%的置信度显著性检验。AMO为北大西洋年代际振荡，NTA为北热带大西洋海表温度指数，CAR为加勒比地区海温指数，Nino4为中热带太平洋海温，NAO为北大西洋涛动，NP为北太平洋模式，SOI为南方涛动指数，AO为北极涛动，MEI为混合ENSO指数，SCSSMI为南海夏季风、SAMSMI为南美夏季风。

图7 极端降水指数与大气环流指数相关系数

Fig. 7 Correlation coefficients between the averaged extreme precipitation indices and the atmospheric circulation indices

是发生在北大西洋区域具有海盆尺度的长周期年代际海温异常变率模态[30-31]，与祁连山、柴达木内陆河流域各极端降水指数、河西内陆河流域极端降水日数指数的相关性最强。研究表明影响亚洲季风区气候的主要机制为：AMO指数通过加热欧亚对流层中高层，改变海陆之间的热力差异，最终影响季风[32]。祁连山处于西风带、青藏高原季风带和东南季风带的交汇区，夏季主要受东南季风湿润气流的影响，而冬季受西风环流的影响更大[33]。表征季风指数的SCSSMI、SAMSMI与极端降水指数的相关关系也较高，夏季风越强，极端降水量和极端降水强度升高幅度越大，连续干旱日数越短。这也在另一方面证实了季风对祁连山降水的较大影响。

ENSO是影响赤道太平洋地区乃至全球范围内年际气候变率的重要因素[34]。通常表征ENSO事件特征值的有SOI和MEI指数，ENSO与我国西北地区的干旱异常相互联系[35]，SOI、MEI指数与祁连山、河西内陆河流域，柴达木内陆河流域极端降水指数的相关性总体上不显著，黄河流域（外流）SOI指数与极端降水强度、极端强降水事件呈正相关。张国斌等[36]的研究也表明，1961—2014年祁连山地区干旱指数与ENSO指数存在较低的相关性，并呈现从西段的负相关到中东段的正相关过渡的特征。上述研究表明区域极端降水事件影响因素的复杂性。

AMO、NTA、CAR和Nino4都是表示海表温度（SST）的指数，分析发现NTA指数与祁连山各极端降水指数、柴达木内陆河流域极端降水日数指数的相关性较高，CAR指数与祁连山、河西内陆河流域极端降水日数指数及柴达木内陆河流域各极端降水指数的相关性较高。Nino4指数与祁连山及其3个流域各极端降水指数的相关性低。

NAO指数的变化对北半球的气候变化有重要的影响[37]。AO指数对北半球的季节内、年际以及年代际的气候变化均有重要影响[38]，分析表明NP、NAO指数与祁连山及3个子流域极端降水指数呈正相关，但相关性较弱且不显著。AO指数对祁连山和柴达木内陆河流域极端降水量以及中雨日数影响较大，对黄河流域（外流）极端降水强度，极端降水以及雨日日数和中雨日数影响均较大，这可能与区域地形地貌、海拔高度以及水系分布等地理因素有关，也表明祁连山地区极端降水与AO指数相关性最为复杂。

3 讨 论

众多研究表明，极端降水在世界范围内呈上升趋势[39-41]，本研究对祁连山极端降水指数进行了全面分析，研究表明，在年际尺度上，近60 a祁连山平均降水和极端降水强度显著增加，极端降水指数除CDD外均呈增加趋势，这与翟盘茂等[42-43]和杨金虎等[6]对中国西北地区强降水事件趋于增多的研究一致。研究区CDD以26.35 d·$(10a)^{-1}$的速率显著降低，但CWD变化不大，这在一定程度上反映了雨日天数在夏季、秋季内部的分配趋于均一化，证实了区域降水在年内结构正在发生显著变化，这与高妍[16]等对祁连山讨赖河的研究一致。Zhai等[12]研究表明，总降水上升是由频率和强度变化共同决定，在祁连山地区，雨日天数显著增大，中雨日数的天数也显著增大，极端降水总量趋势变化与极端降水频次的趋势变化年际上相似，证明了这一结论，同时李培都等[44]对祁连山敦煌地区极端降水的研究也得出了这一结论。这种降水分配模式将增大极端降水事件发生的概率，进一步证实祁连山降水活动增强，极端降水频度更高，持续时间更短，降水向降雨日数更多、时间更集中的方向发展。降水的增强可能增加祁连山洪涝和城市内涝的风险，特别是河西走廊地区[45]，极端降水的强度和频率更有可能快速增加。

祁连山区在西北风和西风的影响下，气流形成山风环流进而影响降水[46]，贾文雄等[23]探究了祁连山及河西走廊地区极端降水的时空变化机制，表明大尺度环流系统变化是影响极端降水变化突变性的重要因素。本文用Pearson相关性分析法建立祁连山地区极端降水与大气环流指数的相关系数，分析表明：AMO指数对极端降水的影响最大，ENSO指数对极端降水影响机制最为复杂。但影响祁连山极端降水的各大气环流指数均不能独立起主导性的作用，张良等[47]对祁连山降水的研究也说明了这一结论。此外，水汽输送也对祁连山极端降水有较大影响，祁连山东段受东南季风湿润气流的影响，降水频率高，总降水量较大，而西段受西风带影响，降水不太容易发生[48-49,45]。总体上，祁连山极端降水时空格局的差异是多种因素共同作用的结果。在西北地区气候由暖干向暖湿变化[50]的背景下，祁连

山地区的极端降水如何变化，变化的原因还需进一步研究。

4 结 论

本文基于祁连山24个气象台站实测逐日降水量数据，选取12个极端降水指数，采用线性趋势法分析了祁连山极端降水的时空演变规律，探究了祁连山极端降水指数与海拔及11个大气环流异常因子之间的相关性。得出以下结论：

（1）1961—2017年，祁连山、河西内陆河流域、柴达木内陆河流域、黄河流域（外流）PRCPTOT、RX1DAY、RX5DAY、R95、R99、雨日日数、CWD、R10MM、R20MM、R25MM呈增加趋势，CDD呈减少趋势。黄河流域（外流）PRCPTOT、RX1DAY、RX5DAY、R95、R99、CWD、R10MM、R20MM、R25MM增加幅度低于祁连山，河西内陆河流域、柴达木内陆河流域高于祁连山，反映祁连山降水增加主要是河西内陆河流域、柴达木内陆河流域降水增加的贡献。各极端降水指数的年际变化在1990年后发生明显变化，反映祁连山极端降水事件的显著变化发生在近30 a内。1990年以后，祁连山、河西内陆河流域、柴达木内陆河流域、黄河流域（外流）极端降水指数在年际间的波动性明显增大，发生极端降水的概率呈现上升趋势。河西内陆河流域各极端降水指数变化趋势较为稳定，祁连山和柴达木内陆河流域、黄河流域（外流）各极端降水指数变化具有一致性。同时祁连山极端降水之间具有明显的一致性，降水向降水日数更多、时间更集中的方向发展。

（2）极端降水指数空间差异性明显，CDD、CWD空间分布表现出东西差异，其他极端降水指数空间分布相似，以祁连山中部为较大增加幅度区，增加幅度向外围环状递减。

（3）海拔、大气环流都可能是控制祁连山极端降水时空变化的重要驱动因素。极端降水强度的降低幅度随海拔的升高而减少，高海拔区降水量和降水日数增加更为明显，CDD的减少主要发生在高海拔区。在所选的11个大气环流异常因子中，祁连山极端降水受AMO指数影响最大，AO指数与祁连山极端降水的关系最为复杂，大西洋海平面表面温度指数越大、SCSSMI和SAMSMI指数越低则流域发生多雨、洪涝现象的概率越大，反之发生少雨现象的概率越大。

参考文献（References）

[1] IPCC. Summary for policymakers[C]//Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

[2] Changnon S A, Pielke R A, Changnon D, et al. Human factors explain the increased losses from weather and climate extremes[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2000(81): 437–442.

[3] Omondi P A, Awange J L, Forootan E, et al. Changes in temperature and precipitation extremes over the Greater Horn of Africa region from 1961 to 2010[J]. International Journal of Climatology, 2014, 34(4): 1262–1277.

[4] 陈洪滨, 范学花. 2011年极端天气和气候事件及其他相关事件的概要回顾[J]. 气候与环境研究, 2012, 17(3): 365–380. [Chen Hongbin, Fan Xuehua. Some extreme events of weather, climate, and related phenomena in 2011[J]. Climatic and Environmental Research, 2012, 17(3): 365–380.]

[5] 陈海山, 范苏丹, 张新华. 中国近50 a极端降水事件变化特征的季节性差异[J]. 大气科学学报, 2009, 32(6): 744–751. [Chen Haishan, Fan Sudan, Zhang Xinhua. Seasons differences of variation characteristics of extreme precipitation events over China in the last 50 years[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 2009, 32(6): 744–751.]

[6] 杨金虎, 江志红, 王鹏祥, 等. 中国年极端降水事件的时空分布特征[J]. 气候与环境研究, 2008, 13(1): 75–83. [Yang Jinhu, Jiang Zhihong, Wang Pengxiang, et al. Temporal and spatial characteristic of extreme precipitation event in China[J]. Climatic and Environmental Research, 2008, 13(1): 75–83.]

[7] Choi G, Collins D, Ren G, et al. Changes in means and extreme events of temperature and precipitation in the Asia-Pacific network region, 1955—2007[J]. International Journal of Climatology, 2009, 29(13): 1906–1925.

[8] Caesar J, Alexander L V, Trewin B, et al. Changes in temperature and precipitation extremes over the Indo-Pacific region from 1971 to 2005[J]. International Journal of Climatology, 2011, 31(6): 791–801.

[9] Kunkel K E, Easterling D R, Redmond K, et al. Temporal variations of extreme precipitation events in the United States: 1895—2000[J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(17): 1895–2000.

[10] Aguilar E, Barry A A, Brunet M, et al. Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry, and Zimbabwe, 1955—2006[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2009, 114(D2): 356–360.

[11] You Q L, Kang S C, Aguila E, et al. Changes in daily climate extremes in China and their connection to the large scale atmospheric circulation during 1961—2003[J]. Climate Dynamics, 2011, 36: 2399-2417.

[12] Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China[J]. Journal of Climate, 2005, 18(7): 1096-1108.

[13] 任正果, 张明军, 王圣杰, 等. 1961—2011年中国南方地区极端降水事件变化[J]. 地理学报, 2014, 69(5): 640-649. [Ren Zhengguo, Zhang Mingjun, Wang Shengjie, et al. Changes in precipitation extremes in south China during 1961—2011[J]. Acta Geographica Sinica, 2014, 69(5): 640-649.]

[14] 蔡敏, 丁裕国, 江志红. 我国东部极端降水时空分布及其概率特征[J]. 高原气象, 2007, 26(2): 309-318. [Cai Min, Ding Yuguo, Jiang Zhihong. Extreme precipitation experimentation over eastern China based on L-moment estimation[J]. Plateau Meteorology, 2007, 26(2): 309-318.]

[15] 丁之勇, 葛拥晓, 吉力力·阿不都外力, 等. 1957—2012年新疆艾比湖流域极端气温与降水变化趋势[J]. 中国科学院大学学报, 2018, 35(2): 160-171. [Ding Zhiyong, Ge Yongxiao, Abuduwaili Jilili, et al. Trends of extreme temperature and precipitation in Ebinur Lake Basin in Xinjiang during the period from 1957 to 2012[J]. Journal of University of Chinese Academy of Sciences, 2018, 35(2): 160-171.]

[16] 高妍, 冯起, 李宗省, 等. 祁连山讨赖河流域1957—2012年极端气候变化[J]. 中国沙漠, 2014, 34(3): 814-826. [Gao Yan, Feng Qi, Li Zongxing, et al. The variation of climate extremes in the Taolaihe River Basin in the Qilian Mountains of China during 1957—2012[J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(3): 814-826.]

[17] 刘江涛, 徐宗学, 赵焕, 等. 1973—2016年雅鲁藏布江流域极端降水事件时空变化特征[J]. 山地学报, 2018, 36(5): 750-764. [Liu Jiangtao, Xu Zongxue, Zhao Huan, et al. Spatiotemporal variation of extreme precipitation events in the Yarlung Zangbo River Basin from 1973 to 2016, China[J]. Mountain Research, 2018, 36(5): 750-764.]

[18] 王莉萍, 王维国, 张建忠. 我国主要流域降水过程时空分布特征分析[J]. 自然灾害学报, 2018, 27(2): 161-173. [Wang Liping, Wang Weiguo, Zhang Jianzhong. Analysis on spatial and temporal distribution characteristics of precipitation processes over main river basin in China[J]. Journal of Natural Disasters, 2018, 27(2): 161-173.]

[19] 闫慧敏, 陈伟娜, 杨方兴, 等. 过去50年内蒙古极端气候事件时空格局特征[J]. 地理研究, 2014, 33(1): 13-22. [Yan Huimin, Chen Weina, Yang Fangxing, et al. The spatial and temporal analysis of extreme climatic events in Inner Mongolia during the past 50 years[J]. Geographical Research, 2014, 33(1): 13-22.]

[20] 慈晖, 张强, 张江辉, 等. 1961—2010年新疆极端降水过程时空特征[J]. 地理研究, 2014, 33(10): 1881-1891. [Ci Hui, Zhang Qiang, Zhang Jianghui, et al. Spatiotemporal variations of extreme precipitation events within Xinjiang during 1961—2010[J]. Geographical Research, 2014, 33(10): 1881-1891.]

[21] 尹泽生, 徐叔鹰. 祁连山区域地貌与制图研究[M]. 北京: 科学出版社, 1992: 97-106. [Yin Zesheng, Xu Shuying. Study on regional geomorphology and mapping in Qilian Mountains[M]. Beijing: Science Press, 1992: 97-106.]

[22] 王宗太. 中国冰川目录(I): 祁连山区[M]. 兰州: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1981: 58-61. [Wang Zongtai. Chinese glacier catalogue (I): Qilian Mountains Region[M]. Lanzhou: Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Chinese Academy of Sciences, 1981: 58-61.]

[23] 贾文雄, 张禹舜, 李宗省. 近50年来祁连山及河西走廊地区极端降水的时空变化研究[J]. 地理科学, 2014, 34(8): 1002-1009. [Jia Wenxiong, Zhang Yushun, Li Zongxing. Spatial and temporal change of precipitation extremes in Qilian Mountains and Hexi Corridor in recent fifty years[J]. Scientia Geographica Sinica, 2014, 34(8): 1002-1009.]

[24] 付建新, 曹广超, 李玲琴, 等. 1960—2014年祁连山南坡及其附近地区降水时空变化特征[J]. 水土保持研究, 2018, 25(4): 152-161. [Fu Jianxin, Cao Guangchao, Li Lingqin, et al. Analysis of temporal and spatial variation characteristics of precipitation in the south slope of Qilian Mountains and its nearby regions during 1960—2014[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2018, 25(4): 152-161.]

[25] 汪宝龙, 张明军, 魏军林, 等. 1960—2009年青海省极端降水事件的变化特征[J]. 水土保持通报, 2012, 32(4): 92-96, 317. [Wang Baolong, Zhang Mingjun, Wei Junlin, et al. Changes of extreme precipitation events in Qinghai Province during 1960—2009[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2012, 32(4): 92-96, 317.]

[26] 王婷婷, 冯起, 李宗省, 等. 1960—2012年祁连山东段古浪河流域极端气候事件研究[J]. 冰川冻土, 2018, 40(3): 598-606. [Wang Tingting, Feng Qi, Li Zongxing, et al. Extreme climate research on Gulang River Basin in eastern Qilian Mountains during 1960—2012[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2018, 40(3): 598-606.]

[27] Peterson T C, Folland C, Gruza G, et al. Report on the activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998—2001, Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071 [M]. Geneva: World Meteorological Organization, 2001.

[28] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 1999: 17-31. [Wei Fengying. Modern climatic statistical diagnosis and forecasting technology[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1999: 17-31.]

[29] 于秀林, 任雪松. 多元统计分析[M]. 北京: 中国统计出版社, 1999: 75-90. [Yu Xiulin, Ren Xuesong. Multivariate statistical analysis[M]. Beijing: China Statistics Press, 1999: 75-90.]

[30] Folland C K, Palmer T N, Parker D E. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85[J]. Nature, 1986, 320(6063): 602-

607.

[31] Delworth T L, Mann M E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere[J]. Climate Dynamics, 2000, 16(9): 661–676.

[32] 李双林, 王彦明, 郜永祺. 北大西洋年代际振荡(AMO)气候影响的研究评述[J]. 大气科学学报, 2009, 32(3): 458–465. [Li Shuanglin, Wang Yanming, Gao Yongqi. A review of the researches on the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and its climate influence [J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 2009, 32(3): 458–465.]

[33] 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的"西风模式"讨论[J]. 地学前缘, 2009, 16(6): 23–32. [Chen Fahu, Chen Jianhui, Huang Wei. A discussion on the westerly-dominated climate model in mid-latitude Asia during the modern interglacial period[J]. Earth Science Frontiers, 2009, 16(6): 23–32.]

[34] Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans[J]. Journal of Climate, 2002, 15(16): 2205–2231.

[35] Wang B, Liu J, Yang J, et al. Distinct principal modes of early and late summer rainfall anomalies in East Asia[J]. Journal of Climate, 2009, 22(13): 3864–3875.

[36] 张国斌. 近54年祁连山地区干旱时空变化及成因分析[D]. 兰州: 西北师范大学, 2016. [Zhang Guobin. Spatial-temporal variation and factors of drought in Qilian Mountain area in recent 54 years[D]. Lanzhou: Northwest Normal University, 2006.]

[37] Hurrell J W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation[J]. Science, 1995, 269(5224): 676–679.

[38] Thompson D W J, Wallace J M. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields[J]. Geophysical Research Letters, 1998, 25(9): 1297–1300.

[39] Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2006, 111(D5): 1042–1063.

[40] Wang X L, Hou X Y, Wang Y D, et al. Spatiotemporal variations and regional differences of extreme precipitation events in the coastal area of China from 1961 to 2014[J]. Atmospheric Research, 2017, 197: 94–104.

[41] Madsen H, Lawrence D, Lang M, et al. Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe[J]. Journal of Hydrology, 2014, 519: 3634–3650.

[42] 翟盘茂, 潘晓华. 中国北方近50年温度和降水极端事件变化[J]. 地理学报, 2003, 58(增刊1): 1–10. [Zhai Panmao, Pan Xiaohua. Change in extreme temperature and precipitation over northern China during the second half of the 20th century[J]. Acta Geographica Sinica, 2003, 58(Suppl. 1): 1–10.]

[43] 翟盘茂, 王萃萃, 李威. 极端降水事件变化的观测研究[J]. 气候变化研究进展, 2007, 3(3): 144–148. [Zhai Panmao, Wang Cuicui, Li Wei. A review on study of change in precipitation extremes [J]. Climate Change Research, 2007, 3(3): 144–148.]

[44] 李培都, 司建华, 冯起, 等. 1958—2015年敦煌及周边地区极端降水事件的时空变化特征[J]. 高原气象, 2018, 37(2): 535–544. [Li Peidu, Si Jianhua, Feng Qi, et al. Temporal and spatial variation of extreme precipitation events in Dunhuang and surrounding areas from 1958 to 2015[J]. Plateau Meteorology, 2018, 37(2): 535–544.]

[45] 宋连春, 张存杰. 20世纪西北地区降水量变化特征[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 143–148. [Song Lianchun, Zhang Cunjie. Changing features of precipitation over northwest China during the 20th century[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 25(2): 143–148.]

[46] 马学谦, 孙安平. 祁连山区降水的大气特征分析[J]. 高原气象, 2011, 30(5): 1392–1398. [Ma Xueqian, Sun Anping. Analysis on atmospheric characteristic of precipitation in Qilian Mountain[J]. Plateau Meteorology, 2011, 30(5): 1392–1398.]

[47] 张良, 张强, 冯建英, 等. 祁连山地区大气水循环研究(I): 空中水汽输送年际变化分析[J]. 冰川冻土, 2014, 36(5): 1079–1091. [Zhang Liang, Zhang Qiang, Feng Jianying, et al. A study of atmospheric water cycle over the Qilian Mountains (I): Variation of annual water vapor transport[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(5): 1079–1091.]

[48] 张强, 张杰, 孙国武, 等. 祁连山山区空中水汽分布特征研究[J]. 气象学报, 2007, 65(4): 633–643. [Zhang Qiang, Zhang Jie, Sun Guowu, et al. Research on atmospheric water-vapor distribution over Qilian Mountains[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2007, 65(4): 633–643.]

[49] 张强, 俞亚勋, 张杰. 祁连山与河西内陆河流域绿洲的大气水循环特征研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(6): 907–913. [Zhang Qiang, Yu Yaxun, Zhang Jie. Characteristics of water cycle in the Qilian Mountains and the oases in Hexi inland river basins[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(6): 907–913.]

[50] 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J]. 第四纪研究, 2003, 23(2): 152–164. [Shi Yafeng, Shen Yongping, Li Dongliang, et al. Discussion on the present climate change from warm-dry to warm-wet in northwest China[J]. Quaternary Sciences, 2003, 23(2): 152–164.]

Changes of extreme precipitation in Qilian Mountains in recent 60 years

WEN Yuhua[1], LYU Yuemin[2], LI Zongxing[2]

(1. Gansu Provincial Party School of CPC (Gansu Administration Institute), Gansu Development Research Institute, Lanzhou 730070, Gansu, China; 2. Key Laboratory of Eco-Hydrology of Inland River Basin, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract: Using daily precipitation data from 24 meteorological stations in the Qilian Mountains of China from 1961 to 2017, 12 extreme precipitation indices were selected. The linear trend method, Pearson correlation technique, etc. were employed to analyze the temporal and spatial properties of extreme precipitation indices in the Qilian Mountains, and the impact mechanism of altitude with general circulation index on the temporal and spatial variation of extreme precipitation index was evaluated in the Qilian Mountains. (1) The results show that the continuous dry days of the Qilian Mountains, the Hexi inland river basin, the Qaidam inland river basin, and the Yellow River Basin (outflow) exhibited a significant decreasing trend, whereas the continuous wet days exhibited an increasing trend, and the spatial distribution indicated east-west differences. Other extreme precipitation indices exhibited an overall rising trend. The spatial distribution is central in the Qilian Mountains as the area with a larger increase range, and it decreases toward the outer ring. (2) The major reason for the rise in total precipitation is that the number of rainy and moderately rainy days has considerably increased. This precipitation distribution model will increase the probability of intense precipitation events, further confirming that the Qilian Mountains have increased precipitation activities, with a higher frequency and shorter duration of extreme precipitation, as well as the development trend of precipitation in the course of more rainfall days and more concentrated time. The drop in extreme precipitation intensity decreases with the increase in altitude, indicating that extreme precipitation is spatially differentiated. In high-altitude areas, the increase in precipitation and precipitation day is more evident and the decrease in the number of consecutive dry days mainly occurs in high-altitude areas. (3) Among the 11 selected atmospheric circulation anomalies, extreme precipitation in the Qilian Mountains is mainly affected by the AMO index, and the association between AO index and intense precipitation in the Qilian Mountains is the most complicated. The higher the Atlantic sea-level surface temperature index, the lower are the SCSSMI and SAMSMI indices, and the greater is the probability of excess rain and flooding; on the contrary, the probability of less rain is higher.

Key words: Qilian Mountains; climate change; extreme precipitation indices